

해수의 광학적 성질과 해양기초생산 - 동열대 대서양 oligotrophic zone을 중심으로 -

윤홍주 · 류청로* · 김기태 · 김현주*
영남대학교 해양과학연구소 · *부산수산대학교 해양공학과

Optical Properties of Ocean Water and Marine Primary Production

- A Study on the Oligotrophic Zone in the Eastern Tropical Atlantic Ocean -

Hong-Joo YOON, Cheong-Ro RYU*, Ki-Tae KIM and Hyeon-Ju KIM*

Marine Science Institute, University of Yung Nam, Kyungsan 713-800, Korea

*Department of Ocean Engineering, National Fisheries University of Pusan, Pusan 608-737, Korea

Using the optical data from the EUMELI 3 and 4 missions, the optical properties are discussed in relation to primary production in the oligotrophic zone of the Eastern Atlantic Ocean. The depth of euphotic layer (Z_{eu}), the total accumulated concentration of pigment (C_{TOT}) and the concentration of pigment (C) are 88m, 12.4mgm^{-2} and 0.14mgm^{-3} , respectively for the EUMELI 3 mission, and 101.7m, 10.0mgm^{-2} and 0.10mgm^{-3} , respectively for the EUMELI 4 mission. The concentration of pigment is higher in autumn (EUMELI 3) than in spring (EUMELI 4). This indicates that the concentration of photosynthetic pigment has a close correlation with vertical attenuation coefficient ($K(\lambda)$) that changes seasonally in the euphotic layer. While the spectral distributions of downward irradiance (E_d) for the wave length of 470nm increase with depth, those of upward irradiance (E_u) for the wave length range between 410nm and 490nm are constant, because the study area is covered with the blue and clear oceanic deep waters. The vertical attenuation coefficients of downward irradiance (K_d) and upward irradiance (K_u) have low values between 0.02 and 0.06m^{-1} due to the low absorption and scattering by the photosynthetic pigment of phytoplankton. Therefore this zone has the characteristics of the case I waters with low concentrations of photosynthetic pigment, and can be classified into IB.

Key words : optical property, photosynthetic pigment of phytoplankton, oligotrophic zone, primary production

서 론

해양의 부유물질과 관련한 해수의 광학적 성질은 해양학의 지질학, 생지화학, 생물학 및 물리학적 제 현상의 규명을 위한 기본적인고도 유용한 정보의 하나라 할 수 있다. 해양의 생물환경과 관련한 '광과 광합성(light and photosynthesis)'의 관계, 즉 살아있는 유기물질(특히 식물성 플랑크톤)과 광학적 성질의 관계에 관한 많은 연구가 수행되었다 (Anderson, 1969; Halldal, 1974; Fee, 1976; Atlas and Bannister, 1980). 해수의 광학적 성질은 식물성 플랑크톤에

의하여 크게 영향을 받으며(Clark et al., 1970; Bricaud et al., 1981), 태양 복사광의 전파(propagation), 스펙트럼 반사도, 재가열율, 해양기초생산량 등을 평가하는 지표로 사용할 수 있다.

최근에 인공위성을 이용한 원격지 광감지기술, 특히 CZCS영상(Coastal Zone Colour Scanner image)은 '광과 광합성'에 대한 지구 규모의 연구를 가능하게 했으며(Austin, 1974; Klemas et al., 1973; Austin, 1981; Smith and Baker, 1982), 이러한 인공위성 감지 시스템은 해양에서 해수의 광학적 성질과 이와 관련한 해양 기초생산량을 연구하는 데 있어서 매우 유용

한 도구로 사용될 수 있다.

해수내에 전파된 태양광은 흡수와 산란현상을 동반하는 데, 전자의 경우 흡수된 에너지는 열로 전환되며, 일부는 형광현상 혹은 Raman효과에 의해서 재방출되기도 한다. 후자의 경우 산란된 에너지는 공간으로 분산된다. 이때 광학적 의미에서 볼 때 순수한 매질에서의 산란에너지는 단지 물의 산란 특성에만 의존하지만 반대로 순수하지 않은 매질에서의 산란에너지는 부유입자의 특성에 따라 변화한다(Beardsley, 1968; Morel, 1973; Morel, 1974). 한편 해수의 광학적 성질에 의한 water mass는 2가지 상태로 대별될 수 있다(Gorden and Morel, 1983). 식물성 플랑크톤과 부산물(대부분 용존상태의 입자)들이 우세한 water mass를 case I waters라고 하며, 퇴적물과 용존 황색 물질(dissolved yellow substance)들이 우세한 water mass를 case II waters라고 한다. 또한 case II waters 내에 case I waters가 부분적으로 포함되어 있는 경우에도 case II waters라고 한다. 일반적으로 지역적이거나 혹은 특별한 경우를 제외하고는 해양수의 대부분이 case I waters에 속하는 것으로 알려져 있다(Morel and Prieur, 1977; Prieur and Sathyendranth, 1981).

본 연구는 해수의 광학적 성질과 해양기초생산간의 관계 및 변화특성을 규명하기 위한 기초적 연구로서 동열대 대서양 oligotrophic zone(빈영양염 지역)의 해수에 대한 순수 광학적 성질을 조사하고, 이 지역을 중심으로 분포하는 유기물질(주로 식물성 플랑크톤)과의 관계를 상호 연관시켜 분석하고 논의한 것이다.

연구 대상 지역의 개요

EUMELI(EUtrophe, MEsotrophe and oLigotrophe) mission이라고 불리워지는 해양조사 프로젝트는 EUMELI 1에서 EUMELI 5까지 연속적으로 5차례 수행되었는데, 해양광학 분야와 관련해서 이 mission의 궁극적인 목적은 인공위성을 이용한 수색 감지의 결과치와 현장자료와의 상호 비교 검토 및 분석을 통해서 위성 광감지기의 기능적인 측면을 만족스럽게 하는데 있었다. 특히 EUMELI 3과 4는 mesotrophic 및 oligotrophic zone의 pelagic system의 연구에 주안점을 두

고 수행되어졌다.

조사 정점인 oligotrophic zone은 북위 21°02' N, 서경 31°08' W에 위치해 있으며(아프리카 북서부 해역), 평균수심은 약 4620m 이다(Fig. 1). 또한 해수온도의 년변화는 4°C 이하이며, 열수지의 균형 해역이다. 열수지 균형의 연간 진폭은 140Wm⁻²를 넘지 않는다. 또한 이 지역의 혼합층은 영구 homothermic layer에 속한다.

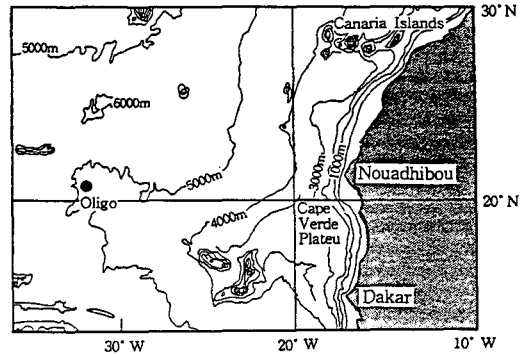


Fig. 1. Position of the oligotrophic zone in the Eastern Tropical Atlantic Ocean.

Table 1은 Fig. 1에 나타난 oligotrophic zone 내의 조사정점에서 EUMELI 3과 4 mission을 수행한 조사연구의 개요를 나타낸 것이다. 두 mission의 수행기간을 고려해 볼 때 EUMELI 3은 가을을, EUMELI 4는 봄을 대표한 것이라고 할 수 있다.

Table 1. Zone, mission and date of observation

| Zone | Mission | Date |
|---------------------------------------|-------------------------------------|--------------|
| Oligotrophe (21°02' N 31°08' W) | EUMELI 3 (1991.10. 9~1991.10.24) | 1991. 10. 17 |
| | | 1991. 10. 19 |
| | | 1991. 10. 20 |
| | EUMELI 4 (1992. 5.28~1992. 6.30) | 1992. 6. 21 |
| | | 1992. 6. 23 |
| | | 1992. 6. 24 |

자료 및 방법

Plat cosine collector 장비를 갖춘 quantum meter (LI-193SB; Li-Cor Inc., USA) 및 spectroirradiance

meter (LI-Cor 192S; Li-Cor Inc., USA)를 사용하여 각 수심별 광복사도를 측정하였고, 유광층 깊이, 광복사도 수치 및 수직감쇄계수는 다음과 같은 방법으로 해석 정리하였다.

유광층 깊이는 logarithmic interpolation 방법으로부터 얻은 광합성 유효복사(PAR(z); photosynthetically available radiation, 광합성에 이용되는 광복사도 혹은 광합성적으로 이용되어 질 수 있는 광복사도)의 수직 분포로부터 결정하였다.

하방향 및 상방향 광복사도 수치(downward and upward irradiance flux, $dE/d\lambda$)의 스펙트럼 해석은 400 nm~700nm 범위의 파장대로 한정했으며, 광복사도 스펙트럼 값의 단위는 $Wm^{-2}nm^{-1}$ 이다.

하방향 및 상방향 광복사도에 대한 수직감쇄계수(coefficient of vertical attenuation, $K(\lambda)$)는 각 조사 수심간의 광복사도 스펙트럼 차이로 구하였고, 그 단위는 m^{-1} 이다. 수심에 따른 $\ln(E(z))$ 의 선형회귀계수가 $K(\lambda)$ 이며, $z_1(m)$ 와 $z_2(m)$ 의 두 수심에서 측정된 스펙트럼 값으로부터 다음 식에 의해 계산될 수 있다.

$$K(\lambda) = \ln(E_{z_1}/E_{z_2}) / (z_2 - z_1) \quad (1)$$

결과 및 고찰

1. 유광층의 깊이(z_{eu})

PAR의 하방향 광복사도는 표면 유광층 내에서의 급경사를 제외하고는 수심이 증가함에 따라 완만한 기울기를 나타내었다(Fig. 2). Table 2는 PAR의 수직 단면으로 부터 구한 유광층 깊이(z_{eu})를 비교한 것이다. 여기서 가을의 유광층 깊이(평균 88.0m)가 봄의 유광층 깊이(평균 101.7m)보다 얇게 나타남을 볼 수 있다.

2. 하방향 광복사도(E_d)의 스펙트럼 분포

하방향 광복사도는 Fig. 3에서 볼 수 있는 것처럼 모든 자료에 대해 395nm, 430nm 및 520nm의 파장에서 아랫쪽으로 골을 이루는 특징을 나타내며, 이것은 Fraunhofer효과 및 대기의 흡수현상에 기인하는 것으로 생각된다.

표면에서 최대 peak는 480nm 및 500nm의 파장에서 나타났었다. 그리고 수심이 증가함에 따라 점차적으로 이 peak는 약 470nm 이하의 파장대로 이동한다. 또한 수심 약 50m를 기준으로 해서 모든 자료를 고려해 볼 때 하방향 광복사도의 스펙트럼 분포가 475nm의 파

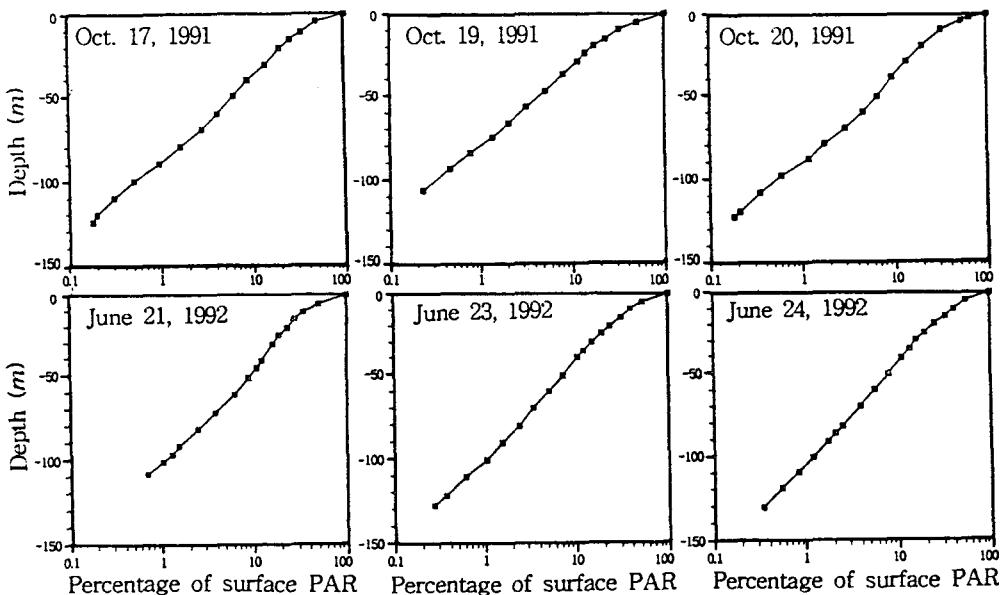


Fig. 2. Photosynthetically available radiation (PAR) in the oligotrophic zone during the two missions.

Table 2. Value of Z_{eu} and of PAR with the maximal depth for every observations

| Mission (season) | Date | Depth of euphotic layer (m) | Value(%) of PAR with the maximal depth |
|-------------------|------------|-----------------------------|--|
| EUMELI 3 (autumn) | 91. 10. 17 | ≅ 90 (1%) | ≅ 122 (0.19%) |
| | 91. 10. 18 | ≅ 81 (1%) | ≅ 106 (0.20%) |
| | 91. 10. 19 | ≅ 92 (1%) | ≅ 121 (0.23%) |
| | mean | ≅ 88.0 | |
| EUMELI 4 (spring) | 92. 6. 21 | ≅ 101 (1%) | ≅ 109 (0.70%) |
| | 92. 6. 22 | ≅ 100 (1%) | ≅ 128 (0.28%) |
| | 92. 6. 23 | ≅ 104 (1%) | ≅ 131 (0.34%) |
| | mean | ≅ 101.7 | |

장에서 최대 peak를 보이며, 이것은 맑은 해양수(clear oceanic water)에서는 대부분 나타나는 현상이다. 일반적으로 하방향 광복사도의 스펙트럼 분포는 맑은 해양수의 경우에는 수심에 관계없이 유사한 형태 및 다소 대칭적인 분포를 보이는 반면(Smith and Baker, 1981), 탁수일 경우에는 스펙트럼 분포가 비대칭형이 되며 부유입자 및 황색물질로 인하여 수심에 따른 스펙트럼 파장의 band가 이동하게 된다(Smith, 1969). 또한 그림에서 보여지는 바와 같이 525nm 이상의 파장대에서는 약간의 불규칙적인 분포를 볼 수 있는데, 이것은 약한 수지(low flux)에 따르는 기구적인 잡음(오차)에 기인한 것으로 추정된다.

결국 이 oligotrophic zone은 푸른색을 띤 수심이 깊은 맑은 해양수(blue and clear oceanic deep waters)이며, 수심이 증가함에 따라 파장의 선택적인 감쇄현상이 blue band 내의 파장대로 이동한다는 것을 알 수 있다.

3. 상방향 광복사도(E_u)의 스펙트럼 분포

상방향 광복사도는 하방향 광복사도와 마찬가지로 모든 자료에 걸쳐서 395nm, 430nm 그리고 490nm의 파장에서 accent를 보인다(Fig. 4). 그리고 이것은 수심의 변화에 관계없이 410nm~490nm 범위의 파장대에서는 거의 일정하였다. 그러나 약 520nm 이상의 파

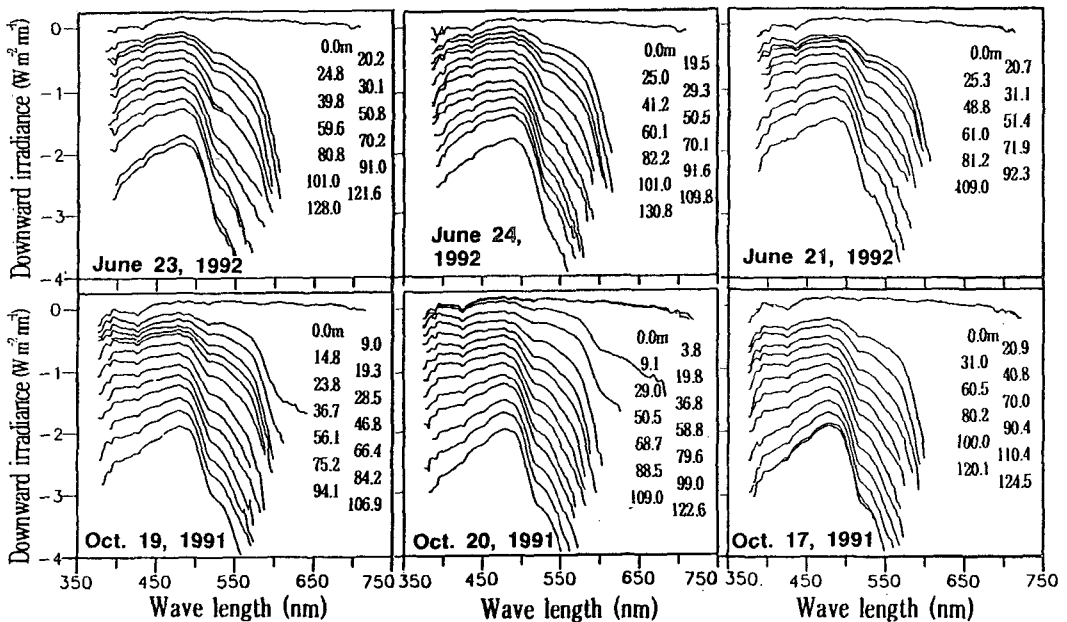


Fig. 3. Spectral distributions of the downward irradiance (E_d) in the oligotrophic zone during the two missions.

장에서는 수심의 증가와 함께 불규칙성이 나타났다. Jerlov(1976)는 Fraunhofer현상과 관련하여 수심의 증가에 따른 상방향 광복사도는 520nm의 파장에서 peak가 집중한다고 하였으나 본 연구에서는 그러한 양상이 나타나지 않았다.

상방향 광복사도의 분포로부터 해수중 광의 재산란(back scattering)과 클로로필 농도와의 관계를 알 수 있는데, 클로로필 농도가 작을때 상방향 광복사도는 상대적으로 높은 값을 나타낸다. Clark and Ewing (1974)은 상방향 광복사도가 약 400nm~510nm의 파장 범위에서 매우 높은 값을 보일 때 water mass는 일반적으로 낮은 클로로필 농도 (<0.1mgm⁻³)를 가진다고 하였다.

Fig. 4에서 볼 수 있는 것처럼 이지역의 상방향 광복사도의 스펙트럼 분포는 전술한 것과 유사한 파장대에서 높은 값을 가지는 스펙트럼 분포를 나타내며, 이는 oligotrophic zone이 푸른색을 띄는 해양수로서 낮은 클로로필 농도를 가지는 case I waters에 속한다는 것을 의미한다.

4. 하방향 광복사도에 대한 수직 감쇄계수(K_d)의 스펙트럼 분포
하방향 광복사도에 대한 수직감쇄계수(이하 '하방

향 감쇄계수'라고 칭함)는 약 400nm~500nm의 파장대에서는 거의 일정하게 분포하며, 모든 자료 및 수심에 걸쳐서 0.1m⁻¹ 이상의 파장에서는 하방향 감쇄계수의 값이 0.1nm 이하의 값을 나타내는 것을 볼 수 있다. 그러나 약 550nm 이상의 파장에서는 하방향 감쇄계수의 값이 0.1m⁻¹ 이상으로 나타났다(Fig. 5). 이렇게 거의 모든 파장에 걸쳐서 하방향 감쇄계수가 낮은 값을 가진다는 것은 이 지역이 맑은 해양수로서의 광학적 성질을 보인다는 것을 의미한다. 순수한 물(pure water)의 경우에는 하방향 감쇄계수가 흡수계수(coefficient of absorption)와 거의 유사한 값을 가진다.

EUMELI 3과 4의 모든 station에서 표층 부근(얕은 수심)에서의 하방향 감쇄계수는 표면층 내 모든 파장대에 걸쳐서 상대적으로 높은 값을 보인다. 이것은 일반적으로 광합성 색소 농도가 표면층 근처에서 비교적 우세하다는 것을 의미한다.

5. 상방향 광복사도에 대한 수직 감쇄계수(K_u)의 스펙트럼 분포

상방향에 대한 수직감쇄계수(이하 '상방향 감쇄계수'라 칭함)의 스펙트럼 분포는 하방향 감쇄계수와 마찬가지로 모든 파장대에 걸쳐서 유사한 형태를 보

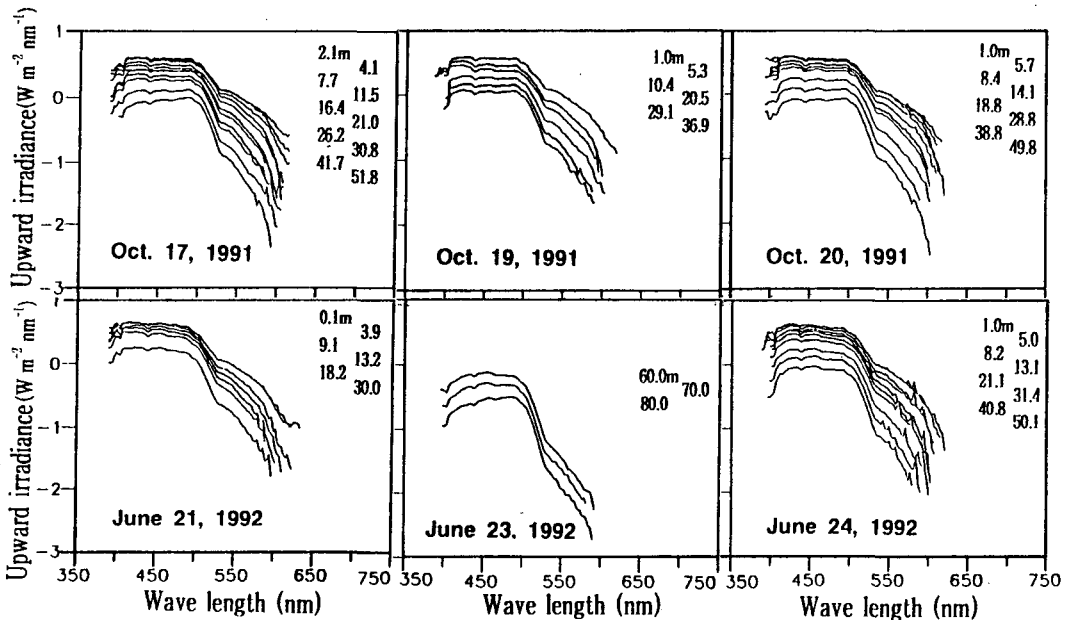


Fig. 4. Spectral distributions of the upward irradiance (E_u) in the oligotrophic zone during the two missions.

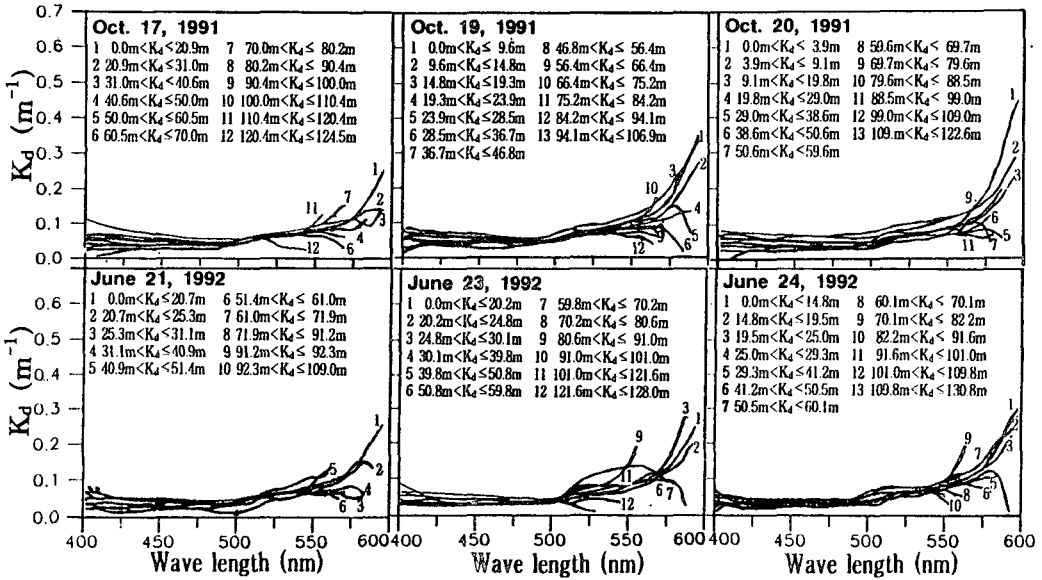


Fig. 5. Variations of the coefficient of vertical attenuation (K_d) as function of the wave length for the downward irradiance in the oligotrophic zone during the two missions.

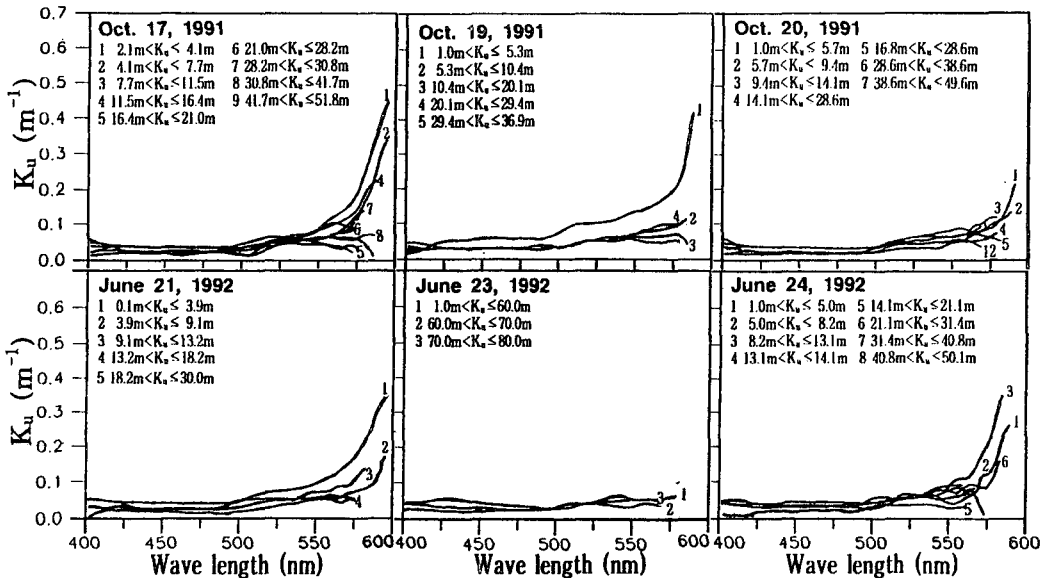


Fig. 6. Variations of the coefficient of vertical attenuation (K_u) as function of the wave length for the upward irradiance in the oligotrophic zone during the two missions.

인다. 그리고 수심의 함수로서 모든 파장들을 고려해 보면, 표층에서만 파장이 증가함에 따라 상방향 감쇄 계수의 값도 증가하였다(Fig. 6).

그러나 전체적으로 비교해 볼 때 상방향 감쇄계수는 하방향 감쇄계수에 비해 상대적으로 낮은 값을 보였다. 조사된 각 수심 간의 차이는 있으나 상방향 감

쇄계수는 하방향 감쇄계수와 마찬가지로 표층에서 상대적으로 높은 값을 나타내었다.

6. 유광층 깊이와 광합성 색소 농도와의 관계

해양에서 식물성 플랑크톤과 관련하여 해수의 광학적 성질은 광합성 색소의 총량 뿐만 아니라 그 플랑크톤의 형태와 크기(일반적으로 식물성 플랑크톤을 하나의 구형입자로 본다) 등에 의존하며, 클로로필의 총량은 해수 고유의 광학적 성질에 의해서 결정된다고 할 수 있다.

식물성 플랑크톤의 광합성 색소(chlorophyll, carotenoid, phycobilin)에 의한 태양광의 흡수는 수심이 증가함에 따라 PAR의 값을 줄어 들게 한다. 일반적으로 PAR의 감쇄계수는 표면층에서 높은 값을 가지며 수심이 증가함에 따라 감소한다. 이러한 PAR의 감쇄계수는 water mass의 $K(\lambda)$ 값에 의해서 결정되어진다. 또한 case I waters의 경우에 있어서 식물성 플랑크톤은 유광층 깊이를 결정하는 주요 인자이다.

oligotrophic zone에서, 만약 식물성 플랑크톤의 색소 농도가 유광층 내에서 수직적으로 규칙적인 분포를 가진다고 가정하면 아래와 같은 식으로 표현할 수 있다.

$$C(z) = c \tag{2}$$

여기서 C는 단위체적당 광합성 색소농도(mgm^{-3})이며, z는 수심(m)을 나타낸다. 그리고 이 때 평균 광합성 색소 농도인 c는 $0.01 \sim 20 \text{mgm}^{-3}$ 범위의 상수이다. global한 조건 하에서 (2)식을 이용하면 유광층의 깊이는 다음 식과 같이 광합성 색소 농도의 함수로 나타낼 수 있다(Morel, 1988, 1991).

$$z_{eu} = 38.0 C^{-0.428} \tag{3}$$

$$C = 4910 z_{eu}^{-2.34} \tag{4}$$

$$C_{tot} = 4910 z_{eu}^{-1.34} \tag{5}$$

식(5)는 유광층 내 광합성 색소의 총 누적농도(C_{tot} , mgm^{-2})와 유광층 깊이(z_{eu})와의 관계를 나타내는데, 일반적으로 C_{tot} 의 값은 $2 \sim 200 \text{mgm}^{-2}$ 의 범위 내에서

변화한다.

Table 3은 식(4)와 식(5) 그리고 Z_{eu} (Table 2)을 이용하여 C_{tot} 와 C의 값을 산정한 결과이다. 가을(EUMELI 3)과 봄(EUMELI 4)을 비교해 볼 때, 가을이 봄보다 약간 높은 chlorophyll 농도를 나타내고 있다. 그리고 두 mission에 있어서의 C_{tot} 와 C의 값은 계절적인 차이가 있으며 전체 평균치는 약 11.2mgm^{-2} 과 0.12mgm^{-3} 으로 각각 나타났다.

Table 3. Values of $C_{tot}(\text{mgm}^{-2})$ and $C(\text{mgm}^{-3})$ in every observations

| Mission | Date | $C_{tot}(\text{mgm}^{-2})$ | $C(\text{mgm}^{-3})$ |
|----------|------------|----------------------------|----------------------|
| EUMELI 3 | 91. 10. 17 | 11.8 | 0.13 |
| | 91. 10. 18 | 13.8 | 0.17 |
| | 91. 10. 19 | 11.5 | 0.12 |
| | mean | 12.4 | 0.14 |
| EUMELI 4 | 92. 6. 21 | 10.1 | 0.10 |
| | 92. 6. 22 | 10.3 | 0.10 |
| | 92. 6. 23 | 9.7 | 0.09 |
| | mean | 10.0 | 0.01 |

7. 광학적 수형(optical waters type)과 광합성 색소 농도와의 관계

파장 410nm~490nm의 범위에 대한 E_v 의 스펙트럼 분포는 수심 변화에 관계없이 거의 일정한 분포를 유지하였고(Fig. 4), E_a 의 스펙트럼 분포는 수심의 변화와 함께 일정한 파장대를 유지하며 약 470nm에서 최대값을 보였다(Fig. 3). 이것은 이 지역이 푸르고 맑은 심층 해양수라는 것을 의미한다. $K(\lambda)$ 는 항상 부유입자의 농도와 선형적인 관계를 가지는 것은 아니지만, water mass 내에 존재하는 입자들의 흡수와 산란에 밀접한 관계를 가진다. 따라서 $K(\lambda)$ 의 값은 부유입자 농도의 증가와 함께 증가하며, 산란이 없을 때에는 흡수에 의해서만 결정되어진다. 본 연구에서 $K(\lambda)$ 값의 측정은 항상 태양이 높은 고도에 떠 있었을 때 수행하였다.

$K(\lambda)$ 의 전체적인 값은 $0.06 \sim 0.02 \text{m}^{-1}$ 범위 내에서 나타났으며, 이것은 이 지역이 water mass 내에 있는 식물성 플랑크톤의 광합성 색소에 의해 약한 흡수 및 산란현상이 발생하고 있다는 것을 의미한다. 또한 400 nm~700nm 파장대의 범위에 대한 $K(\lambda)$ 값의 뚜렷한

Table 4. The optical water type classification by the optical model

| | | | | | | | | | |
|--|--|--------------------|-------------------------|-------------------------------------|---------|--------------------|---------|---------------------|------|
| Values of the optical model in the case I waters | $K(\lambda)(m^{-1})$ in 450nm $C(mgm^{-3})$ 'optical waters types' | 0.08 0.50 II | 0.06 0.30 \cong | 0.04 0.10 IB | \cong | 0.03 0.03 IA | \cong | 0.02 (0.01) I | 0.00 |
| EUMELI 3 in the oligotrophic zone | $K(\lambda)(m^{-1})$ in 450nm $C(mgm^{-3})$ 'optical waters types' | | 0.06 | \longleftrightarrow 0.14 IB | | | | | 0.02 |
| EUMELI 4 in the oligotrophic zone | $K(\lambda)(m^{-1})$ in 450nm $C(mgm^{-3})$ 'optical waters types' | | 0.06 | \longleftrightarrow 0.10 IB | | | | | 0.02 |

변화는 없었고, 이로 부터 미소량의 식물성 플랑크톤이 존재한다는 것을 알 수 있다.

$K(\lambda)$ 모델(Morel, 1988)에 따르면 case I waters에서의 $K(\lambda)$ 의 값은 $0.06 \sim 0.01m^{-1}$ 이며 해수내 chlorophyll의 전반적인 농도는 $0.50 \sim 0.00mgm^{-3}$ 로서, 본 연구의 결과와 거의 일치하였다(Table 4). 따라서 이 지역은 case I waters라 할 수 있고, Jerlov(1976)의 해수의 광학적 수형 분류에 의하면 IB의 범주에 속한다고 할 수 있다.

결 론

해수의 광학적 특성과 해양기초생산간의 관계 및 특성을 규명하기 위한 기초 연구로서 EUMELI 3(1991. 10. 9~10. 24)과 EUMELI 4(1992. 5. 28~6. 30) 조사기간 동안 oligotrophic zone($21^{\circ}02' N, 31^{\circ}08' W$)에서 얻은 해수의 광학적 자료를 이용하여 분석한 결과, 다음과 같은 결론을 얻을 수 있었다.

1) EUMELI 3에 대한 유광층 수심(Z_{eu} , m), 광합성 색소의 단위 면적당 총 누적 농도 (C_{tot} , mgm^{-2}) 및 광합성 색소의 단위체적당 농도(C , mgm^{-3})는 평균 88.0m, $12.4mgm^{-2}$ 및 $0.14mgm^{-3}$, EUMELI 4에 대해서는 평균 101.7m, $10.0mgm^{-2}$ 및 $0.10mgm^{-3}$ 으로 각각 나타났다. 두 mission에 대한 평균치는 유광층 수심이 약 95m, 단위면적당 총누적농도가 $11.2mgm^{-2}$ 그리고 단위체적당 농도가 $0.12mgm^{-3}$ 으로 나타났다.

2) 광합성 색소 농도의 계절적 변화가 존재하는 것으로 나타났고, 가을(EUMELI 3)의 광합성 색소농도가 봄(EUMELI 4)보다 높은 것으로 나타났다. 이것

은 광합성 광합성 색소농도가 계절적 변화를 가지는 광복사도 수직감쇄계수 $K(\lambda)$ 와 밀접한 관계를 가진다는 것을 의미한다.

3) E_d 의 스펙트럼은 수심이 증가함에 따라 470nm의 파장대에서 변화를 보이며, E_d 의 스펙트럼은 수심에 관계없이 410nm~490nm의 파장대에서 일정한 분포를 보이는데, 이것은 이 지역이 푸른색을 띄는 맑은 심층 해양수라는 것을 의미한다.

4) K_d 와 K_a 는 전체적으로 낮은 값을 보이는데 ($0.06 \sim 0.02m^{-1}$), 이것은 식물성 플랑크톤의 광합성 색소에 의한 약한 흡수 및 산란에 기인한다. 따라서 이 조사지역은 광합성 색소 농도가 아주 낮은 case I waters이며, 광학적 수형은 IB에 속한다.

사 사

본 논문의 자료정리 및 편집에 노고를 아끼지 않은 부산수대 해양공학과 대학원생 손원식군에게 감사사를 표한다.

참 고 문 헌

- Anderson, G. C. 1969. Subsurface chlorophyll maximum in the Northeast Pacific Ocean. *Limnol. Oceanogr.*, 14, 386~391.
- Atlas, D. and T. T. Bannister. 1980. Dependence of mean spectral extinction coefficient of photoplankton on depth, water color and species.

- Limnol. Oceanogr., 25, 157~159.
- Austin, R. W. 1974. The remote sensing of spectral radiance from below the ocean surface. In Optical Aspects of Oceanography, (eds) N.G. Jerlov and E. Steeman Nielsen, pp. 317~44, Academic Press, London, 39~40.
- Austin, R. W. and T. J. Petzold. 1981. The determination of the diffuse attenuation coefficient of sea water using the coastal zone colour scanner. In Oceanography from space (ed) J. F. R. Gower, Plenum, New York, 161~162.
- Beardsley, G. F. 1968. Muller scattering matrix of sea water. J. Opt. Soc., Amer., 58, 52~57.
- Bricaud, A., A. Morel and L. Prieur. 1981. Absorption by dissolved organic matter of the sea (yellow substance) in the UV and visible domains. Limnol. Oceanogr., 26, 43~53.
- Clark, G. L. and G. C. Ewing. 1974. Remote spectroscopy of the sea for biological production studies. In Optical Aspects of Oceanography (eds) N. G. Jerlov and Steemann Nielson, Academic Press, London, pp. 387~413.
- Clark, G. L., G. C. Ewing and C. J. Lorenzen. 1970. Spectra of backscattered light from the sea obtained from aircraft as a measure of chlorophyll concentration. Science, 167, 1119~1121.
- Fee, E. J. 1976. The vertical and seasonal distribution of chlorophyll in lakes of the experimental lakes area, Northwestern Ontario: implication for primary production estimates. Limnol. Oceanogr., 21, 767~783.
- Gordon H. R. and A. Morel. 1983. Remote assessment of ocean colour for interpretation of satellite visible imagery, Springer-Verlag, 28pp.
- Halldal, P. 1974. Light and photosynthesis of different marine algal groups. In Optical Aspects of Oceanography (eds) N. G. Jerlov and E. Steemann Nielson, Academic Press, London, pp. 345~360.
- Jerlov, N. G. 1976. Marine optics. Elsevier, Amsterdam, pp. 66~67.
- Klemas, V., J. F. Borchardt and W. M. Treasure. 1973. Suspended sediments observation from ERTS-1. Remote Sens. Env., 2, 205~221.
- Morel, A. 1973. Diffusion de la lumière par les eaux de mer, Résultats expérimentaux et approche théorique. In Optics of the sea, AGARD Lect. Ser., 61, Neuilly-sur-Science: NATO, pp. 3.1~1 to 3.1~76 (in French).
- Morel, A. 1974. Optical properties of pure water and pure seawater. In Optical aspects of oceanography, (eds) N. G. Jerlov and E. Steemann Nielson, Academic Press, London, pp. 1~24.
- Morel, A. and L. Prieur. 1977. Analysis of variations in ocean colour. Limnol. Oceanogr., 22, 709~722.
- Morel, A. 1988. Optical modeling of the upper ocean in relation to its biogenous matter content (case I waters). J. Geo. Res., 93, 10749~10768.
- Morel, A. 1991. Light and marine photosynthesis: a spectral model with geochemical and climatological implications. Prog. Oceanog., 26, 263~306.
- Prieur L. and S. Sathyendranath. 1981. An optical classification of coastal and oceanic waters based on the specific spectral absorption curves of phytoplankton pigments, dissolved organic matter, and other particulate materials. Limnol. Oceanogr., 26, 671~689.
- Smith, R. C. 1969. An underwater spectral irradiance collector. J. Mar. Res., 27, 341~351.
- Smith, R. C. and K. S. Baker. 1981. Optical properties of the clearest natural waters (200~800 nm). Appl. Opt., 20, 177~184.
- Smith, R. C. and K. S. Baker. 1982. Oceanic chlorophyll concentrations as determined by satellite (Nimbus-7 Coastal Zone Colour Scanner). Mar. Biol., 66, 267~279.

1995년 1월 17일 접수

1995년 3월 11일 수리